مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران
سال سی و دوم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۱۴۰۳، از صفحهٔ ۷۵۹ تا ۷۷۲

ویژگی‌های بافتی نشانگر دگرشکلی شکنا-شکل‌پذیر در لوکوگرانیت میلونیتی توتک، شمال شرق شیراز، پهنه سنندج-سیرجان

نوید جلالی، ناهید شبانیان بروجنی*، علیرضا داودیان دهکردی، مریم بندخت

دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد، شهرکرد، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۳/۲/۲۲، نسخه نهایی: ۱۴۰۳/۳/۳۰)

چکیده: مجموعه ماگمایی-دگرگونی کوه سفید توتک، بخشی از پهنه ساختاری دما پایین-فشار بالای سنندج-سیرجان و دربردارنده سنگ‌های دگرگونی ارتوگنیس، متاگرانیت، آمفیبولیت، میکاشیست، مرمر و لوکوگرانیت میلونیتی است. کانی‌های اصلی لوکوگرانیت‌ها شامل کوارتز، فلدسپار، پلاژیوکلاز، بیوتیت، مسکویت فنژیتی و کانی‌های فرعی تورمالین، آمفیبول، تیتانیت، روتیل، زیرکن، اپیدوت، کلینوزئیزیت، زوئیزیت، آلانیت، گارنت، هماتیت (اکسید آهن) و کلریت هستند. شواهد دگرشکلی شامل چین‌خوردگی، برگوارگی و خطوارگی و شواهد سنگ نگاری چون خمیدگی و ساختار پلکانی در کانی پلاژیوکلاز و ریزساختار بازتبلور پویا از نوع برآمدگی مرزهای دانه، چرخش ریزدانه، مهاجرت مرز دانه‌ای و کاهش ناحیه مرزدانه (در کانی کوارتز) و همچنین ریزساختارهایی از جمله زبانه‌ای، میخکوبی و پنجره‌ای در لوکوگرانیت‌ها و مجموعه سنگ‌های آذرین-دگرگونی پهنه سنندج-سیرجان نشان‌دهنده اثر دگرشکلی پویا در حد رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت در گستره دمایی ۲۵۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد در شرایط دگرشکلی شکنا-شکل‌پذیر در پهنه هستند. شواهد فابریکی اغلب راستای برش راست‌بر را نشان می‌دهند.

واژه‌های کلیدی: *مجموعه توتک؛ پهنه سنندج-سیرجان؛ لوکوگرانیت؛ دگرشکلی؛ کوارتز.*

مقدمه

دگرشکلی شکنا-شکل‌پذیر جایی در سنگ کره زمین رخ می‌دهد که سنگ دستخوش سازوکار شکننده (مثل شکستگی) و شکل‌پذیر درون بلورین (مثل خزش انتشاری) شود. دگرشکلی سنگ‌های کوارتز- فلدسپاری در دگرشکلی شکنا-شکل‌پذیر در پهنه‌های گسله عمیق، میلونیت‌ها را ایجاد می‌کند. از این رو، کوارتز و میکا در الگوی شکل‌پذیر دگرشکل می‌شوند، درحالی‌که، فلدسپارها ویژگی‌های دگرشکلی شکننده را نشان می‌دهند [۱]. گذر از رفتار شکنا به شکنا-شکل‌پذیر در سنگ‌های غنی از سیلیس اغلب با واکنش بلورکوارتز به تغییرات تنش و دما تعیین می‌شود [۲]. سنگ‌های میلونیتی ایجاد شده طی رخساره شیست سبز کاهش اندازه کلی دانه را نسبت به سنگ غیرمیلونیتی نشان می‌دهندکه اغلب دربردارنده پورفیری آواری های فلدسپار باقیمانده هستند که کاهش اندازه دانه نشان نداده یا کمی نشان می‌دهند [۱]. گنیس‌های میلونیتی، که معادل‌های سطوح عمیق‌تر تشکیل چنین میلونیت‌هایی هستند [۳]، اغلب کاهش کلی بسیار کمی را در اندازه دانه در مقایسه با سنگ مادر دگرشکل‌نشده خود نشان می‌دهند. گنیس‌های میلونیتی اغلب دربردارنده شواهدی برای بازیابی کامل همه کانی‌های تشکیل‌دهنده بوده [۴-۷] و به ندرت دارای پورفیری آواری‌های واقعی هستند، البته، ممکن است چشم‌ها در برخی از گنیس‌های چشمی از پورفیری آواری‌ها شکل گرفته باشند.

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۳۳۱۸۰۲۴۲، پست الکترونیکی: shabanian.nahid@sku.ac.ir

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.759]

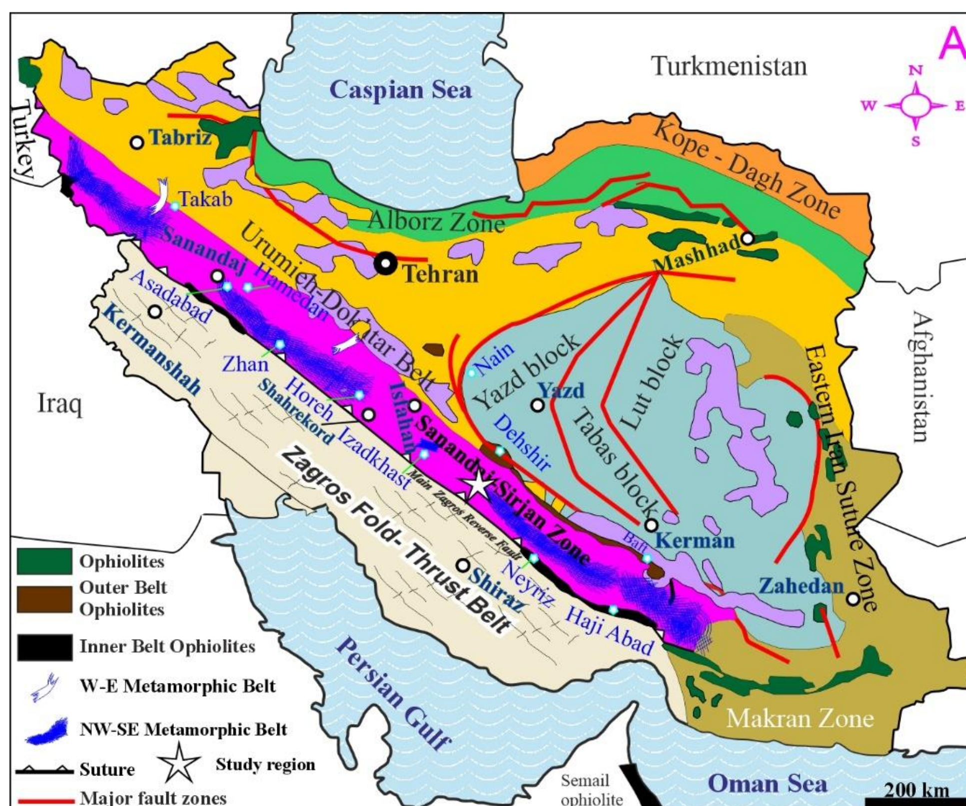
گذر از رفتار کاملاً شکل‌پذیر به رفتار کاملاً شکننده سنگ‌های کوارتز و فلدسپاری در طیف گسترده‌ای از شرایط فیزیکی (شامل دما، فشار، فشار سیال، نرخ کرنش و غیره) رخ می‌دهد.

از آنجا که مجموعه آذرین-دگرگونی توتک مانند سایر مجموعه‌های پهنه سنندج-سیرجان برای مثال، مجموعه شمال شهرکرد [۸، ۹]، مجموعه بویین-میاندشت [۱۰، ۱۱]، ازنا-درود [۱۲]، دچار دگرشکلی و دگرگونی شده است، ویژگی‌های بافتی دگرشکلی و شرایط ایجاد آن‌ها در لوکوگرانیت‌های این مجموعه نسبت به سایر سنگ‌های آن (شیست‌ها، آمفیبولیت‌ها، متاگرانیت‌ها و گرانیت گنیس‌ها) و هم چنین سایر بخش‌های این پهنه بررسی می‌شود (شکل ۱) [۱۳]. براساس نتایج این بررسی و با توجه به سنگ نگاری ساختار سنگ‌شناسی این منطقه شناسایی شده و با دیگر ساختارهای سنگ‌شناسی در پهنه سنندج-سیرجان مقایسه می‌شود. همچنین لوکوگرانیت‌های میلونیتی همزمان با فرآیند دگرگونی نفوذ کرده و متبلور شده‌اند.

زمین‌شناسی منطقه

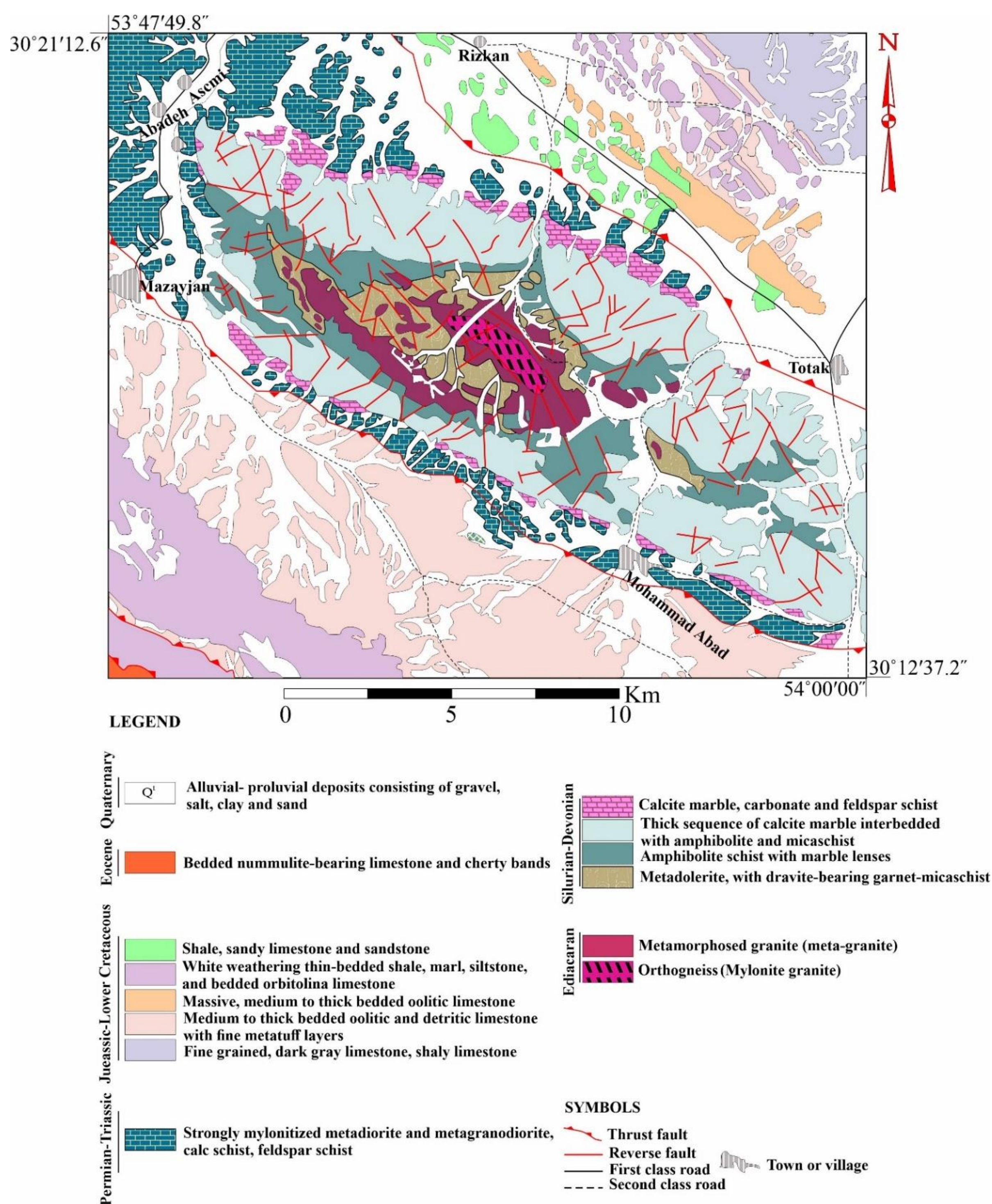
مجموعه ماگمایی-دگرگونی کوه سفید توتک بخشی از پهنه سنندج-سیرجان است که در حدود ۲۵۰ کیلومتری شمال - شرق شیراز بین روستاهای هوابرجان و سروستان با مختصات جغرافیایی ′۴۷ °۵۳ تا ′۰۰°۵۴ طول شرقی و ′۱۲ °۳۰ تا ′۲۱ °۳۰ عرض شمالی قرار دارد. این مجموعه یک پنجره ساختاری از کمربند کوه‌زایی زاگرس است که در پهنه جوش خورده، طی برخورد قاره عربی-آفریقا با خرده قاره ایران مرکزی تشکیل شده است [۱۴]. این منطقه بخشی از پهنه ساختاری دما پایین- فشار بالای سنندج-سیرجان جنوبی و برگرفته از سنگ‌های رسوبی و ماگمایی است که در معرض فازهای دگرگونی بعدی قرار گرفته است (شکل ۲) [۱۵].

کوه سفید توتک مجموعه‌ای است که گسل‌های مزایجان در جنوب و سوریان در شمال با ساختار معکوس و مؤلفه راستا لغز راست‌بر آن را در برگرفته‌اند [۱۶] (شکل ۲). سنگ‌های دگرگونی مجموعه توتک شامل ارتوگنیس، متاگرانیت، آمفیبولیت، میکاشیست، لوکوگرانیت و در آخر مرمرهای سفید رنگ هستند. شیست‌ها بیش‌ترین گسترش را در مجموعه توتک دارند و مرمرها دور تا دور منطقه مورد بررسی را دربرگرفته‌اند.



شکل ۱ موقعیت منطقه مورد بررسی در ایران و پهنه سنندج-سیرجان [۱۳].

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.759]



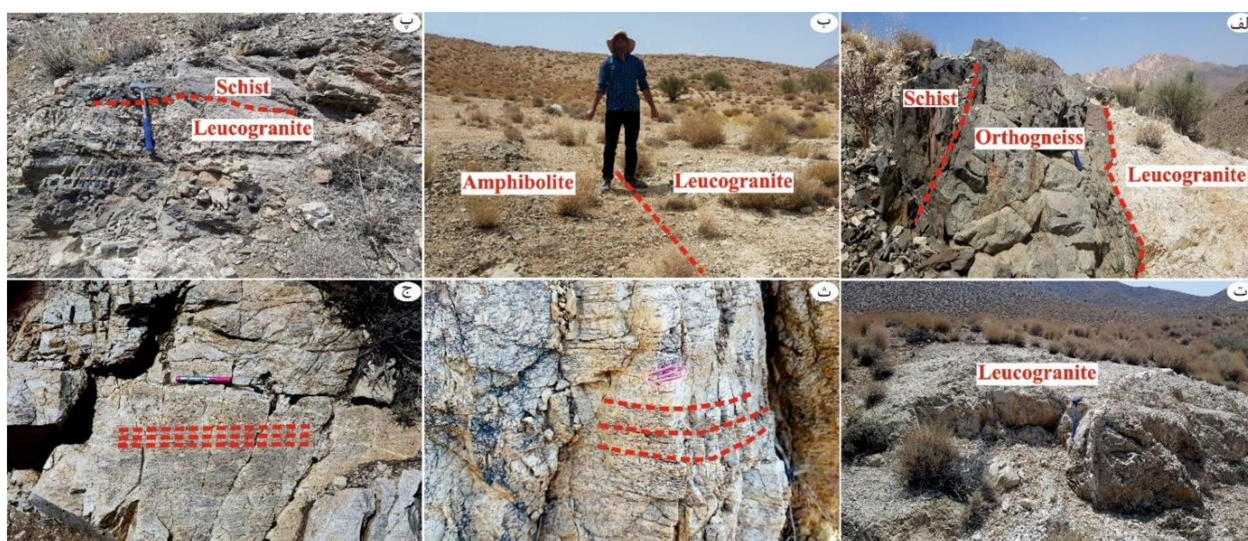
شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی مجموعه ماگمایی-دگرگونی کوه سفید توتک برگرفته از مرجع [۱۵] با تغییرات.

این منطقه در معرض نیروهای زمین‌ساختی در ارتباط با پهنه-های برشی قرار دارد که باعث ایجاد برگوارگی و خطوارگی در سنگ‌های این منطقه شده‌اند. سنگ‌های مجموعه آذرین-دگرگونی منطقه مورد بررسی دارای خاستگاه رسوبی و ماگمایی هستند که اکنون به‌صورت توالی مرمر، شیست، آمفیبولیت، گنیس و همچنین گرانیت دیده می‌شوند [۱۷]. قدیمی‌ترین واحدهای سنگی در منطقه، متاگرانیت‌های هستند که براساس سن‌سنجی اورانیوم-سرب سن ۵۷۵ میلیون سال

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.759]

(نئوپروتروزوییک) را نشان می‌دهند [۱۸]. بر پایه زمین زمان-شناسی $^{40}Ar/^{39}Ar$ انجام شده برای کانی مسکویت، سنگ گرانیت منطقه توتک دارای سن دگرگونی ۱۸۰ میلیون سال و وابسته به ژوراسیک پیشین است [۱۴]. براساس سن‌سنجی اورانیوم-سرب و نتایج دماسنجی بر پایه عنصر زیرکونیوم در کانی روتیل، سن‌های دگرگونی با میانگین ۱٫۵ ± ۵۴٫۲ و ۱ ± ۵۹ میلیون سال مربوط به دوران پالئوسن پسین تا ائوسن آغازین هستند و با رخداد دگرگونی در سایر بخش‌های سنندج-سیرجان همپوشی دارند، که به عنوان رویداد دگرگونی مربوط به بسته شدن نئوتتیس و رخدادهای برخورد قاره افرو-عربی با خرد قاره ایران مرکزی تفسیر می‌شوند [۱۹]. لوکوگرانیت‌ها (با سن سنگ مادر ۵۴۳ میلیون سال [۱۸]) هم مرز با ارتوگنیس‌ها (با سن سنگ مادر ۵۳۵ میلیون سال [۱۵]) و میکاشیست‌ها و آمفیبولیت‌ها هستند (شکل‌های ۳ الف، ب) و گاهی به میکاشیست‌ها نفوذ کرده‌اند (شکل ۳ پ). در این مجموعه، شیست‌ها به رنگ خاکستری تیره و قهوه‌ای به انواع میکاشیست، گارنت-مسکویت شیست و کوارتز شیست تقسیم می‌شوند. ارتوگنیس‌ها به صورت توده‌ای به نسبت متوسط تا ریز در مرکز این مجموعه قرار دارند و به صورت همیافت با شیست‌ها و آمفیبولیت‌های منطقه دیده می‌شوند.

لوکوگرانیت‌ها در اندازه‌های ریز تا متوسطدانه به رنگ سفید و به‌صورت خردشده و هوازده در مرکز مجموعه ماگمایی-دگرگونی توتک قرار دارند. آنها در اثر واکنش نیروهای زمین-ساختی ناشی از پهنه برشی و در نتیجه دگرگونی شدید، شواهد دگرشکلی و دگرگونی نشان می‌دهند (شکل ۳ ت). شواهد دگرشکلی و دگرگونی شامل چین‌خوردگی، برگوارگی و خطوارگی هستند. خطوارگی در این سنگ‌ها به علت کشش کانی‌های کوارتز نسبت به برگوارگی برتری دارد (شکل‌های ۳ ث، ج). میکاها برگوارگی اصلی سنگ را تشکیل می‌دهند. براساس اندازه‌گیری خطواره‌های میلونیتی ارتوگنیس‌های همیافت با نمونه‌های مورد بررسی [۲۰] و چین‌خوردگی‌های موجود در منطقه [۱۶]، خطواره‌ها و چین‌خودگی‌ها به‌ترتیب روند شمال غربی-جنوب شرقی و شمال غربی را نشان می‌دهند که شبیه روند ساختاری کمربند کوه‌زایی زاگرس و پهنه سنندج-سیرجان است. از این رو، روند دگرشکلی و دگرگونی اعمال‌شده بر لوکوگرانیت‌های مورد بررسی شبیه روند کلی مجموعه ماگمایی-دگرگونی توتک و یکسان با روند ساختاری کمربند کوه‌زایی زاگرس و پهنه سنندج-سیرجان است.



شکل ۳ (الف) نمایی از مرز تماس بین شیست از سمت چپ، ارتوگنیس به شدت میلونیتی شده در وسط و لوکوگرانیت در سمت راست؛ (ب) نمایی از مرز تماس بین لوکوگرانیت و آمفیبولیت (دید به سمت شمال غرب)؛ (پ) نفوذ لوکوگرانیت‌ها درون شیست‌ها؛ (ت) تصویری از لوکوگرانیت‌های به شدت خرد شده و میلونیتی (دید به سمت شرق-جنوب شرق)؛ (ث) نمایی نزدیک از برگوارگی موجود در لوکوگرانیت‌ها؛ (ج) تصویری از برتری خطوارگی میلونیتی در لوکوگرانیت‌ها.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.759]

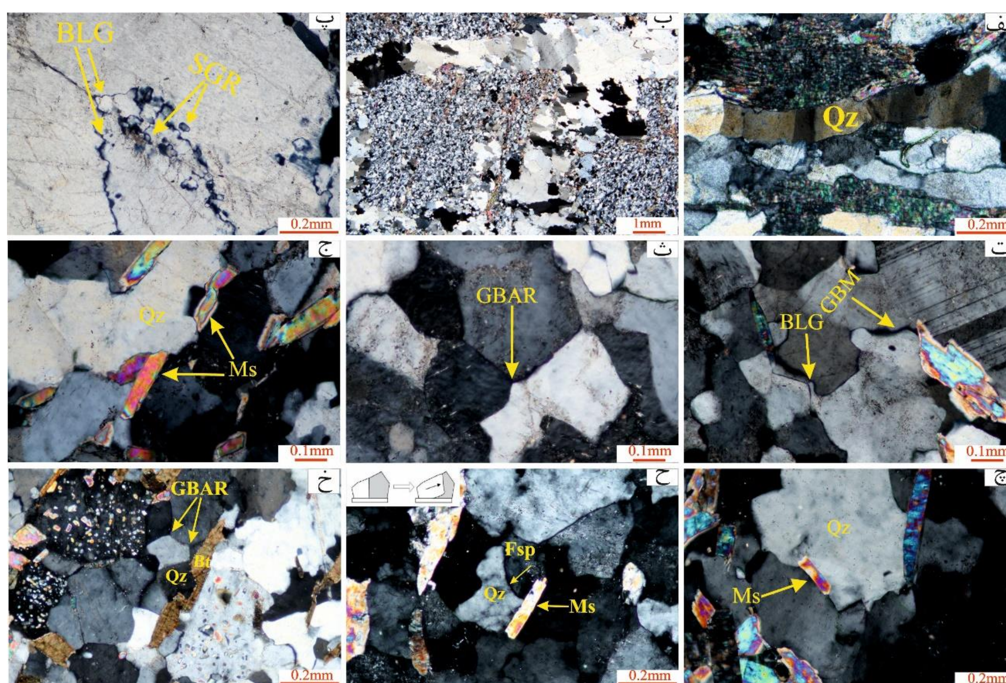
روش کار

منطقه مورد بررسی در ورقه نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ اقلید [۲۱] و ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ سوریان [۲۲] واقع است. بررسی‌های صحرایی با هدف یافتن سنگ‌های لوکوگرانیت میلونیتی مناسب و کمتر هوازده و سالم و سایر سنگ‌های همیافت (Association) و غیرهمیافت با آن‌ها، تعیین روابط بین آن‌ها، فازهای دگرگونی و دگرشکلی اثر کرده بر توده‌های لوکوگرانیت‌های میلونیتی مورد نظر، انجام شد. سپس، راستا و شیب برگواره به همراه خطواره نمونه‌های برداشت شده تعیین گردید. سرانجام نمونه‌های مورد نیاز به‌منظور تهیه مقاطع نازک و صیقلی به طور اصولی با استفاده از جهت یاب (نمونه‌های جهت‌یافته) جمع‌آوری شدند. از بین نمونه‌های شاخص جهت-یافته و غیر جهت‌یافته، مقطع نازک تهیه شد و با میکروسکوپ نور قطبشی بررسی گردیدند تا ترکیب کانی‌شناسی، ویژگی‌های بافتی (بافت و ریز ساختار) سنگ‌های مورد بررسی مشخص شود.

سنگ‌نگاری

براساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، سنگ‌های لوکوگرانیتی منطقه اغلب بافت میلونیتی، دانه‌شکفتی تا ورقه دانه‌شکفتی و تنش آواری دارند و بافت فرعی این سنگ‌ها بیشتر پرتیتی است که از نظر اندازه‌ریز تا درشت‌دانه هستند. دانه‌ها از نظر اندازه ناهمسان هستند و مرز بین آن‌ها بین زبانه‌ای تا کمی صاف است. کانی-های اصلی شامل کوارتز، فلدسپار، پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، مسکویت از نوع فنژیتی هستند و کانی‌های ثانویه چون تورمالین، تیتانیت (اسفن)، روتیل، زیرکن، اپیدوت، کلینوزئیزیت، زوئیزیت، آلانیت، هماتیت (اکسید آهن) و کلریت و به مقدار کم کلسیت و همچنین کانی فرعی گارنت در این سنگ وجود دارد. نشانه‌های اختصاری برای کانی‌ها براساس مرجع [۲۳] تنظیم شده‌اند.

کوارتز: کانی‌های کوارتز اغلب ریز تا متوسط بلور و به‌صورت بی-شکل تا نیمه‌شکل‌دار هستند. آنها ساختارهای دگرشکلی چون خاموشی از نوع موجی و تخته شطرنجی و حالت نواری را نشان می‌دهند (شکل‌های ۴ الف، ب). از دیگر ساختارهای دگرشکلی بلورهای کوارتز می‌توان به بازتبلور پویا از نوع برآمدگی مرزهای دانه (BLG)، چرخش ریزدانه (SGR)، مهاجرت مرز دانه‌ای (GBM)، چندضلعی‌های با زاویه ۱۲۰° (کاهش سطح مرزدانه، GBAR) و به ریزساختارهایی از جمله میخکوبی، پنجره‌ای و کشیدگی اشاره کرد (شکل‌های ۴ پ-خ).



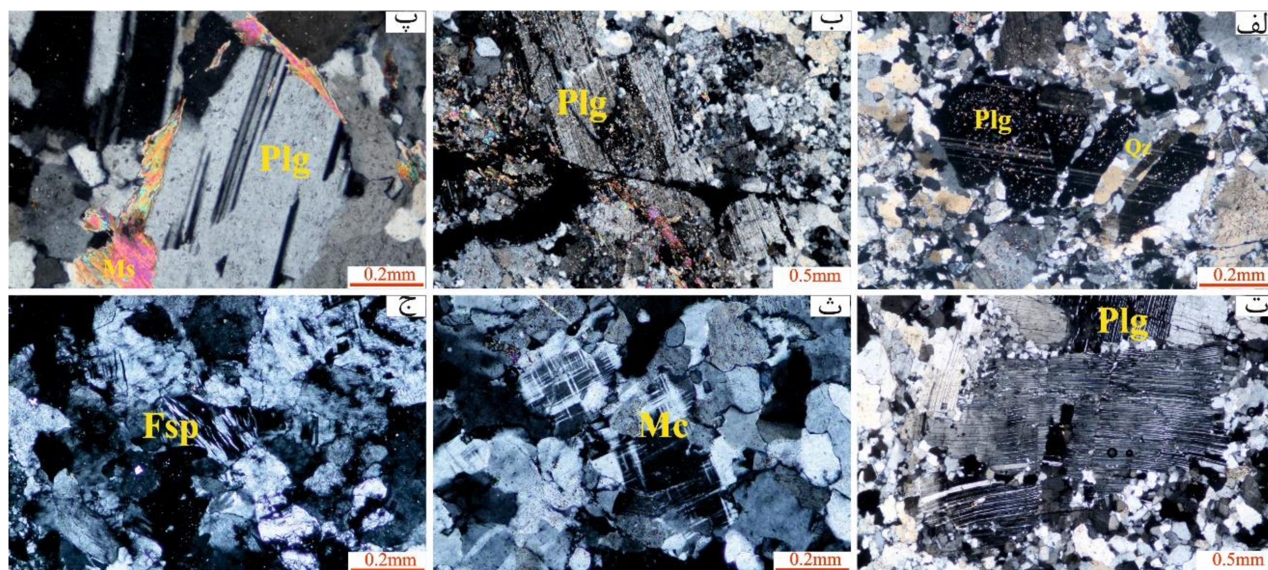
شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی در نور قطبیده متقاطع (XPL) از (الف) خاموشی موجی در بلور کوارتز، (ب) حالت نواری در بلور کوارتز، (پ) مهاجرت مرز دانه‌ای از نوع SGR و BLG در بلور کوارتز، (ت) دگرشکلی برآمدگی ریزدانه و مهاجرت مرز دانه در بلور کوارتز، (ث) چند ضلعی‌های با زاویه ۱۲۰° در بلور کوارتز، (ج) ریزساختار پنجره‌ای، (چ) ریزساختار میخکوبی، (ح) ریزساختار کشیدگی، (خ) مهاجرت مرز دانه‌ای از نوع مستطیلی، (Fsp: فلدسپار، Ms: موسکوویت و Qz: کوارتز).

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.759]

پلاژیوکلاز: پس از کوارتز، فراوان‌ترین کانی در این سنگ پلاژیوکلاز است و به‌صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار در اندازه-های ریز تا متوسط دانه وجود دارد. گاهی بلور پلاژیوکلاز به-صورت ریزساختار دومینویی (شکسته‌شده) در متن سنگ دیده می‌شود (شکل ۵ الف). همچنین ریزگسل در بلور پلاژیوکلاز به صورت سریسیتی‌شده دیده می‌شود (شکل ۵ ب). ماکل‌های دگرشکلی، خاموشی موجی و ساختار پلکانی و خمش در این کانی دیده می‌شود که همه نشان دهنده دگرشکلی هستند (شکل‌های ۵ پ، ت).

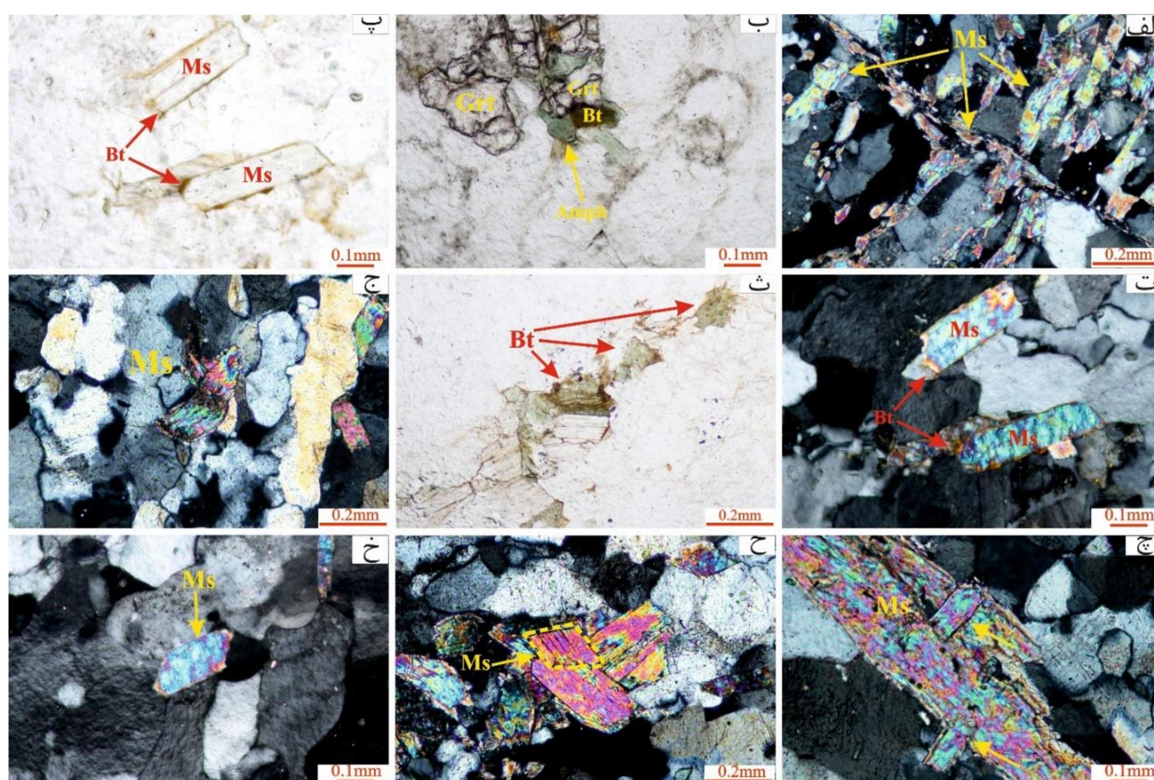
فلدسپار قلیایی: این کانی اغلب بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و ریز تا متوسط دانه است. تجزیه سریسیتی و خاموشی موجی در این کانی دیده می‌شود. از شواهد عملکرد دگرگونی و به‌ویژه دگرشکلی وجود ماکل میکروکلین از نوع جانشینی و بافت پرتیتی از نوع شعله‌ای در سنگ است [۲۴-۲۷] (شکل ۵ ث، ج).

بیوتیت و مسکویت: این کانی‌ها به‌صورت کشیده و تیغه‌ای، بی-شکل تا نیمه‌شکل‌دار در اندازه ریز تا متوسط بلور و اغلب دارای خاموشی موجی هستند. این کانی‌ها، با توجه به کشیده بودن برگوارگی اصلی سنگ را تشکیل می‌دهند. بیوتیت‌ها به رنگ قهوه‌ای تا زرد هستند و اغلب در راستای رخ‌ها هماتیت (اکسید آهن) آزاد می‌نمایند و گاهی از لبه در حال مسکویتی‌شدن هستند. در این سنگ، بلورهای میکای سفید با برجستگی بیشتر نسبت به مسکویت و به رنگ سبز تا صورتی کمرنگ به احتمال بسیار از نوع فنژیت هستند و گاهی به شکل ثانویه شکستگی‌ها را پر کرده و روی کانی‌های فلدسپار قلیایی و پلاژیوکلاز به‌صورت ریزدانه (تجزیه سریسیتی) دیده می‌شوند (شکل ۶ الف). گاهی بیوتیت روی کانی‌های فرعی چون گارنت می‌نشیند (به اصطلاح رونشست) که بیان‌کننده دگرگونی پسرونده (قهقرایی) است [۲۸] (شکل ۶ ب). گاهی طی دگرگونی قهقرایی در گستره شیست سبز، کانی مسکویت فنژیتی به بیوتیت تجزیه می‌شود [۲۹] (شکل‌های ۶ پ، ت). کانی بیوتیت به کلریت، مسکویت و گاهی تیتانیت تجزیه می-شود (شکل ۶ ث). ریزساختارهای پلکانی، ماهی‌میکایی از نوع متوازی الاضلاع که حرکت راستبر را نشان می‌دهند و ریزساختار مهاجرت مرز دانه زبانه‌ای در بلورهای مسکویت دیده می‌شود (شکل‌های ۶ ج-خ).



شکل ۵ تصاویر میکروسکوپی در XPL از (الف) ریزساختار دومینویی در بلور پلاژیوکلاز. (ب) ریزگسل در کانی پلاژیوکلاز سریسیتی‌شده، (پ) ماکل دگرشکلی در بلور پلاژیوکلاز، (ت) خاموشی موجی، ریزساختار پلکانی و خمش در بلور پلاژیوکلاز، (ث) میکروکلین با ماکل مشبک، (ج) پرتیت شعله‌ای، (Fsp: فلدسپار، Mc: میکروکلین، plg: پلاژیوکلاز).

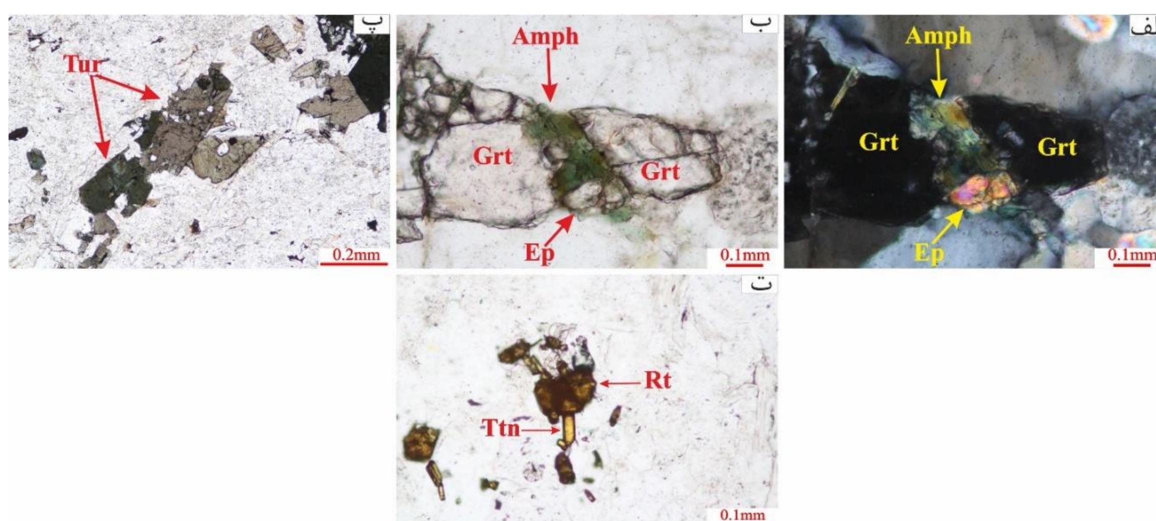
[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.759]



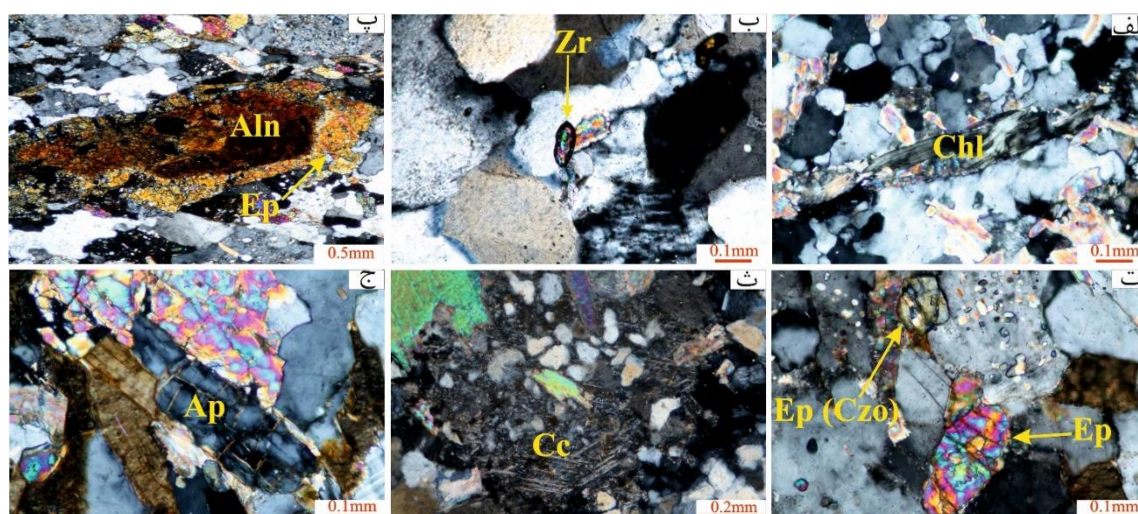
شکل ۶ تصاویر میکروسکوپی (الف) پرشدگی شکستگی‌ها با کانی مسکویت فنژیتی در XPL. (ب) کانی بیوتیت روی کانی‌های آمفیبول و گارنت رونشست شده در XPL. (پ) تبدیل کانی مسکویت فنژیتی به کانی بیوتیت، در نور قطبیده صفحه ای (PPL)، (ت) همان عکس در XPL. (ث) بیوتیت کلریتی شده در XPL. (ج) حالت پلکانی و خاموشی موجی درکانی مسکویت فنژیتی در XPL. (چ) ریزساختار زبانه‌ای در XPL. (ح) ماهی فنژیتی متوازی الاضلاع از نوع r در کانی مسکویت در XPL و (خ) ماهی فنژیتی متوازی الاضلاع نوع l در کانی مسکویت در XPL. Grt: گارنت، Amph: آمفیبول، Bt: بیوتیت، Ms: موسکوویت.

کانی‌های فرعی: کانی آمفیبول به‌صورت بی‌شکل و ریز دانه به رنگ سبز تیره تا سبز روشن در سنگ‌های مورد بررسی حضور دارد (شکل‌های ۷ الف، ب). کانی‌های گارنت در اندازه ریز تا متوسط دانه به‌صورت گرد تا نیمه‌شکل‌دار هستند و گاهی شکستگی‌هایی دارند که با آمفیبول پر شده‌اند (شکل‌های ۷ الف، ب). کانی تورمالین در نمونه‌های مورد بررسی به‌صورت رگه‌ای با رنگ سبز تیره تا سبز قهوه‌ای روشن دیده می‌شود (شکل ۷ پ). کانی تیتانیت به صورت بی‌شکل در کنار کانی-های روتیل که بیانگر دگرگونی پسرونده و خودشکل در نتیجه بازتبلور کانی‌های تیتانیت قدیمی‌تر و اولیه هستند، دیده می-شود [۳۰] (شکل ۷ ت). بلورهای روتیل با رنگ قهوه‌ای مایل به قرمز به صورت ریزدانه وجود دارد (شکل ۷ ت). بلورهای کلریت اغلب به‌صورت کشیده در اندازه ریز تا متوسط دانه و از نوع رشته‌ای دیده می‌شوند (شکل ۸ الف). کانی زیرکن به‌صورت خودشکل و بسیار ریزدانه بوده و دارای هاله چند رنگ است (شکل ۸ ب). گروه اپیدوت شامل کلینوزوئیزیت، زوئیزیت و آلانیت در اندازه ریز تا متوسط دانه به‌صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار وجود دارند. آلانیت به رنگ قهوه‌ای تا قرمز دیده می‌شود و از لبه به اپیدوت تبدیل شده است. این کانی ماکل دوتایی نشان می‌دهد که بیان‌کننده اولیه بودن این کانی در سنگ است [۲۶] (شکل ۸ پ). همچنین کلینوزوئیزیت و زوئیزیت در سنگ دیده می‌شوند (شکل‌های ۸ پ، ت). بلورهای کلسیت به‌صورت پرکننده شکاف‌ها به مقدار کم از نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در مقطع حضور دارند (شکل ۸ ث). کانی آپاتیت به-صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار در اندازه ریز تا متوسط دانه دارای شکستگی‌هایی است (شکل ۸ ج).

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.759]



شکل ۷ (الف) کانی آمفیبول به همراه گارنت و اپیدوت در XPL. (ب) همان عکس در PPL. (پ) بلورهای تورمالین در PPL. (ت) کانی روتیل به همراه کانی تیتانیت (اسفن) در PPL. (Ttn: تیتانیت، Rt: روتیل، tur: تورمالین، Ep: اپیدوت، Grt: گارنت و Amph: آمفیبول).



شکل ۸ تصاویر میکروسکوپی در Xpl از (الف) کانی کلریت به صورت رشته‌ای، (ب) کانی زیرکن، (پ) کانی آلانیت با ماکل ساده در لبه کانی‌های اپیدوت، (ت) کانی کلینوزوئیزیت به همراه کانی اپیدوت، (ث) کانی کلسیت، و (ج) کانی آپاتیت با شکستگی‌های پرشده از کانی بیوتیت، (Cc: کلسیت، Ep-Czo: اپیدوت-کلینوزوئیزیت، Ep: اپیدوت، Aln: آلانیت، zr: زیرکن، chl: کلریت و Ap: آپاتیت).

بحث

ریزساختارهای دگرگونی و دگرشکلی در لوکوگرانیت‌های مجموعه توتک کم و بیش بیان کننده شرایط شکل‌پذیر-شکنا اعمال شده در منطقه هستند. بلورهای کوارتز طی دگرشکلی پویای منطقه شواهد متفاوت بافتی را در سنگ‌ها نشان می-دهند؛ برای مثال، خاموشی موجی در بلورهای کوارتز دمای ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد منطبق بر ماکل درجه ۲ بلورهای کلسیت پرکننده شکاف‌ها (با گستره دمایی ۱۵۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد) [۲۶] و خاموشی موجی-شطرنجی دمای بیش از ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند [۳۱] (شکل ۴ الف). در دمای پایین ۲۵۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد، مهاجرت مرز دانه‌ای محلی دیده می‌شود و مرزهای دانه به‌صورت محدب به درون بلور با شدت جابه‌جاشدگی زیاد وارد شده و بلورهای مستقل، کوچک و جدیدی را از بلورهای کوارتز تشکیل می-دهند که به‌عنوان مهاجرت مرز دانه از نوع محدب یا BLG شناخته می‌شود [۳۲، ۳۳] (شکل‌های ۴ پ، ت). چرخش ریزدانه (SGR) در دمایی بالاتر از ۴۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی-گراد رخ می‌دهد که نشان‌گر باز تبلور کوارتزهای قدیمی با

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.759]

جابه‌جایی آرام است [۳۳-۳۵] (شکل ۴ پ). در دماهای بالاتر حدود ۵۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد، بازتبلور ناشی از مهاجرت مرز دانه‌ای (GBM) دیده می‌شود که طی بازتبلور و در مرزدانه‌های کوارتز هیچ دانه جدیدی تشکیل نمی‌شود [۳۳، ۳۶] (شکل ۴ ت). چندضلعی‌های با زاویه °۱۲۰ (GBAR) در دماهای بالای ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد در اثر بازتبلور تشکیل می‌شوند که بیانگر تعادل مرز دانه‌ای بلورهای کوارتز در اثر کاهش ناحیه مرز دانه‌ای است [۲۹] (شکل ۴ ث). از دیگر شواهد دگرشکلی دیده شده در بلورهای کوارتز حالت نواری است که در سنگ‌هایی با شدت دگرشکلی بالا در پهنه‌های برشی شکل‌پذیر ایجاد می‌شود [۲۶] (شکل ۴ ب). نوارهای کوارتز با پهن‌شدگی دانه‌های هم اندازه کوارتز اولیه یا مهاجرت مرزهای دانه‌ای برای تشکیل دانه‌های بزرگ منفرد از دانه‌های اولیه ریزدانه‌تر تشکیل می‌شوند که ممکن است خاموشی موجی را نشان دهند و یا به نوارهای بسبلوری تبدیل شوند. [۲۶].

ریزساختار میخکوبی نوعی ریزساختار مرز دانه‌ای از نوع GBM بین بلورهای کوارتز و میکاست. این ریزساختار براساس نوع تشکیل، سازوکاری شبیه ریزساختار پنجره‌ای دارد، با این تفاوت که در این حالت، مرز دانه‌ای بین یک بلور کوارتز و یک بلور میکا دیده می‌شود، به طوری که مرز بلور میکا در محل اتصال به بلور کوارتز که مانع رشد مرز بلور کوارتز در آن قسمت می‌شود، دگرشکلی شکل‌پذیر نشان می‌دهد [۲۶] (شکل ۴ چ). ریزساختار پنجره‌ای شبیه ریزساختار میخکوبی از نوع ریزساختار مرز دانه‌ای (GBM) است که در دماهای ۵۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد ایجاد می‌شود. تنها تفاوت آن با ریزساختار میخکوبی این است که بین دو دانه از یک بلور به درون دو دانه از یک بلور دیگر مهاجرت مرز دانه‌ای رخ می‌دهد و بیان کننده دگرشکلی شکل‌پذیر است (شکل ۴ ج) [۲۶]. ریزساختار کشیدگی نوعی مهاجرت مرز دانه و اتصال بین سه کانی است و کانی با مقاومت بیشتر به کانی با مقاومت کم‌تر فشار آورده و به‌صورت هلالی وارد مرز کانی دیگر می‌شود و بیانگر دگرشکلی شکل‌پذیر است [۳۶] (شکل ۴ ح). گاهی فعالیت‌های زمین‌ساختی در منطقه بافت‌هایی از نوع مستطیلی را در بلور کوارتز به وجود می‌آورد. در این نوع بافت، مرز بلور کوارتز با مقاومت بیش‌تر به‌سمت بلورهای میکا با مقاومت ضعیف‌تر مهاجرت کرده و بلورهای مستطیلی را به وجود می‌آورند (شکل ۴ خ) [۳۷]. بر اثر دگرشکلی پویا و بازتبلور شدید در منطقه، چرخش دانه‌ها، مهاجرت مرز دانه‌ها، برآمدگی و کاهش سطح مرز دانه دیده می‌شود. همچنین، در اثر دگرشکلی شدید اعمال شده، ریزساختار دومینویی (شکسته‌شده)، حالت پلکانی و خمش و ماکل‌های دگرشکلی از نوع سرنیزه‌ای و شکسته‌شده در بلورهای پلاژیوکلاز ایجاد می‌گردند و به‌صورت ریزساختار دومینویی (شکسته‌شده) در متن سنگ پدیدار می‌شوند [۳۸، ۳۹] (شکل‌های ۵ الف-ت). ریزساختار دومینویی از نوع کششی است و دگرشکلی شکل‌پذیر را نشان می‌دهد [۲۶]. گاهی شکستگی بلورها با کانی کوارتز پر شده که نشان دهنده جریان ماگمایی است [۴۰]. در شرایطی که یک سنگ میلونیتی دستخوش دگرشکلی شکل‌پذیر شدید پیش از شرایط اوج دگرگونی شود، بازتبلور و رشد دانه‌ها می‌تواند ساختارهای دگرشکلی رایج در میلونیت را رونشست کند [۲۹]. رونشست نشان می‌دهد که ساختارها یا مجموعه کانیایی در شرایط مختلف دگرگونی روی هم رونهاد می‌شوند و از این رو، از نظر سنی و شرایط دگرشکلی متفاوت هستند [۲۶]. در شرایط تنش بالا به ویژه در مناطق برشی شکل‌پذیر، بافت پرتیت شعله‌ای در اثر دگرشکلی پویا با فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز در رخساره شیست سبز تشکیل می‌شود [۲۵، ۴۰-۴۳]. این بافت در لبه‌های یک بلور فلدسپار قلیایی تشکیل شده و به درون کشیده می‌شود. افزایش شعله‌ها در بخش‌های لبه‌ای به دلیل تنش در دگرشکلی‌های درجه بالا در مرزهای دانه رخ می‌دهد [۴۳].

بیوتیت و مسکویت‌های فنژیتی سنگ‌های مورد بررسی طیفی از شرایط دگرگونی را نشان می‌دهند، به‌طوری که در راستای رخ‌های بیوتیت‌ها گاهی آزادشدگی اکسید آهن دیده می‌شود که بیان کننده درجه دگرگونی بالاست [۴۴] و گاهی نیز مسکویت‌های فنژیتی به آمیزه‌ای از فلدسپار قلیایی و بیوتیت تبدیل می‌شوند که نشان‌دهنده دگرگونی قهقرایی است [۴۵]. از این رو در بررسی مقاطع نازک میکروسکوپی، شواهد هر دو دگرگونی پیشرونده و پسرونده کم و بیش آشکار است. ساختار پلکانی در کانی‌ها نیز برآمده از دگرشکلی از نوع شکناست [۴۶] (شکل ۵ ت). ماکل میکروکلین نشانگر

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.759]

دگرشکلی پویا در شرایط جامد و بافت پرتیتی گویای ناآمیختگی در شرایط دگرگونی پویاست که هر دو دگرشکلی در گستره رخساره شیست سبز هستند [۲۴-۲۷]. ریزساختار پلکانی در بلور بیوتیت یا مسکویت نشانگر دگرشکلی شکناست [۴۶] (شکل ۶ ج). در ریزساختار زبانه‌ای در راستای کشیدگی کانی، بلور ورقه‌ای بیوتیت با یک بلور دیگر قطع می‌شود. این ریزساختار در مقیاس میکروسکوپی زمانی دیده می‌شود که کانی‌های هسته‌سازی شده، صفحه‌های تورق و لبه کانی‌های میزبان را قطع یا منحرف می‌کنند. ساختار زبانه‌ای به‌صورت ساختار صفحه‌ای شکل یا خطی است که در راستای سنگ کشیده شده و با شکستگی قطع می‌شود. این ساختارها با سازوکارهای نفوذ و لحظه تشکیل رگه به وجود می‌آیند و می-توانند در تعیین راستای برش موثر باشند [۴۷، ۴۸] (شکل ۶ چ). در سنگ‌های میلونیتی، ریزساختارهای ماهی فنژیتی درشت بلورهای لوزی‌شکل و تک‌بلوری هستند که در زمینه ریزدانه سنگ‌های میلونیتی شده قرار دارند. تشکیل ماهی فنژیتی می‌تواند شامل گسترش باله‌ها توسط فرآیندهای بازتبلور پویا و تنش آوار باشد که در تعیین راستای برش در پهنه‌های برشی شکل‌پذیر نقش اساسی دارند و اغلب راستای برش راست‌بر را در این منطقه نشان می‌دهند [۳۷، ۴۹، ۵۰]. مسکویت فنژیتی نسبت به بیوتیت مقاومت بالایی در برابر دگرشکلی دارد، از این رو اغلب تشکیل ماهی‌میکایی متوازی الاضلاع از نوع r شبیه گروه چهارم و ماهی میکایی متوازی الاضلاع از نوع I شبیه گروه سوم در میلونیت‌ها را نشان می‌دهد [۵۰، ۵۱] (شکل‌های ۶ ح، خ). ماهی فنژیت در دمای بالای ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌شود [۲۹، ۵۲]. با توجه به بررسی‌های سنگ نگاری گسترده در پهنه سنندج-سیرجان، دگرشکلی‌های نمونه‌های مورد بررسی شبیه سایر مناطق پهنه سنندج-سیرجان از جمله گنیس‌های چشمی توتک [۲۰]، متاسدیمنت و متابازیت توتک، [۱۹]، گنیس‌های چشمی صادق‌آباد [۵۳] گنیس‌های گرانیتی شمال شهرکرد و گلپایگان [۵۴، ۵۵]، گرانیتوئیدهای شمال شهرکرد [۵۶]، پاراگنیس‌های در شمال شهرکرد [۹]، پاراگنیس‌های شمال شرق گلپایگان [۵۷]، متاگرانیت چین‌خورده آبادچی، شمال شهرکرد [۵۸]، گرانیت گنیس قلعه دژ [۵۹] و سنگ‌های نفوذی در پهنه سنندج-سیرجان شمالی [۱۴] هستند؛ انواع مهاجرت مرز دانه-ای و خاموشی موجی در کانی‌های کوارتز، انواع ماکل‌های دگرشکلی همراه با ریزساختارهای خمش و پلکانی در کانی پلاژیوکلاز، ماکل میکروکلین و پرتیت از نوع شعله‌ای در کانی فلدسپارقلیایی، رونشت در کانی بیوتیت و ریزساختار ماهی فنژیتی در کانی مسکویت این مناطق نشان‌دهنده رخداد دمایی حدود ۲۵۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد ناشی از دگرشکلی غیرهمگن هستند و دگرشکلی پویا در شرایط دگرشکلی شکنا-شکل‌پذیر بر این سنگ‌ها عمل کرده و معادل دگرگونی رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت است.

برداشت

براساس بررسی‌های سنگ نگاری بر نمونه‌های لوکوگرانیت مجموعه ماگمایی-دگرگونی کوه سفید توتک، این سنگ‌ها اغلب بافت میلونیتی، دانه شکفتی تا ورقه دانه شکفتی و گاهی بافت خال خال دارند و بافت فرعی این سنگ‌ها بیشتر پرتیتی است. از ریزساختارهای دگرشگلی موجود در این سنگ می‌توان از حالت نواری، بازتبلور پویا از نوع برآمدگی مرزهای دانه (BLG)، چرخش ریزدانه (SGR)، مهاجرت مرز دانه‌ای (GBM)، کاهش ناحیه مرزدانه (GBAR)، مهاجرت مرزدانه‌ای از نوع کشیدگی، مهاجرت مرزدانه‌ای از نوع مستطیلی و ریزساختارهای میخکوبی و پنجره‌ای در کانی کوارتز و ریزساختار پلکانی در کانی‌های پلاژیوکلاز و مسکویت فنژیتی و ماکل میکروکلین و بافت پرتیتی در کانی فلدسپار و ریزساختارهای زبانه‌ای و همچنین ماهی میکایی در بلورهای بیوتیت و مسکویت فنژیتی نام برد. ریزساختارهای موجود در لوکوگرانیت‌های منطقه و نیز در سنگ‌های آذرین-دگرگونی در کل پهنه سنندج-سیرجان بیان‌گر این هستند که این پهنه در معرض دگرشکلی پویا و در حد رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت در گستره دمایی ۲۵۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد در شرایط دگرشکلی شکنا-شکل‌پذیر قرار دارد. اغلب راستای برش راست‌بر را نشان می‌دهند.

قدردانی

نویسندگان از دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین دانشگاه شهرکرد در یاری رساندن به این پژوهش قدردانی می‌کنند. آنها

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.759]

همچنین از داوران محترم که باعث ارتقای سطح مقاله شدند سپاسگزارند.

مراجع

[1] Tullis J. *"Penrose Conference report: Significance and petrogenesis of mylonitic rocks"*, Geology 12 (1982): 391-394.

[2] Sibson R. H., *"Continental fault structure and the shallow earthquake source",* Journal of the Geological Society 140, no. 5 (1983): 741-767. https://doi.org/10.1144/gsjgs.140.5.0741.

[3] Watterson J., *"Strain and strain rate gradients at the ductile levels of fault displacements"*, US Geol. Surv. Open File Rep (1979): 79-1239.

[4] Theodore T. G., *"The fabric of a high-grade mylonite zone in southern California: Am. Geophys"*, Union Trans 47 (1966): 491-492.

[5] Theodore Ted G., *"Petrogenesis of mylonites of high metamorphic grade in the Peninsular Ranges of southern California"*, Geological Society of America Bulletin 81, no. 2 (1970): 435-450. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1970)81[435:POMOHM] 2.0.CO;2.

[6] Voll G., *"Recrystallization of quartz, biotite and feldspars from Erstfeld to the Leventina nappe, Swiss Alps, and its geological significance"*, Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt 56, no. 3 (1976): 641-647.

[7] Simpson C., *"Strain and shape-fabric variations associated with ductile shear zones"*, Journal of Structural Geology 5, no. 1 (1983): 61-72. https://doi.org/10.1016/0191-8141(83)90008-1.

[8] Davoudian A., Bendokht M., Shabanian N., *"40Ar/39Ar geochronology and mineral chemistry of white micas from Sadegh - Abad augen orthogneisses, North Shahrekord (In Persian)"*, Advanced Applied Geology 7, no. 4 (2017): 16-25. https://doi.org/10.22055/AAG.2017.21608.1685

[9] Hashemi M., Shabanian N., Davoudian A., Azizi H., *"Investigation of temperature variations and deformation stages with respect to microstructures and mineral paragenesis in paragneisses of northern Shahrekord (In Persian)"*, Scientific Quarterly Journal of Geosciences 29, no. 114 (2020): 165-174. https://doi.org/10.22071/gsj.2018.122468.1432

[10] Tavakoli N., Davoudian A.R., Shabanian N., Azizi H., Neubauer F., Asahara Y., Bernroider M., *"Zircon U-Pb dating, mineralogy and geochemical characteristics of the gabbro and gabbro-diorite bodies, Boein–Miandasht, western Iran"*, International Geology Review 62, no. 13-14 (2020): 1658-1676. https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1583139.

[11] Tavakoli N., Shabanian N., Davoudian A.R., Azizi H., Neubauer F., Asahara Y., Bernroider M., Lee J.K., *"A-type granite in the Boein-Miandasht Complex: Evidence for a Late Jurassic extensional regime in the Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran"*, Journal of Asian Earth Sciences 213 (2021): 104771. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2021.104771.

[12] Shabanian N., Davoudian A.R., Azizi H., Asahara Y., Neubauer F., Genser J., Dong Y., Lee J.K., *"Petrogenesis of the Carboniferous Ghaleh-Dezh metagranite, Sanandaj–Sirjan zone, Iran: constraints from new zircon U–Pb and 40Ar/39Ar ages and Sr–Nd isotopes"*, Geological Magazine 157, no. 11 (2020): 1823-1852. https://doi.org/10.1017/S0016756820000096.

[13] Shabanian N., Neubauer F., *"From Early Jurassic intracontinental subduction to Early-Middle Jurassic slab break-off magmatism during the Cimmerian orogeny in the Sanandaj-Sirjan Zone, Iran"*, Journal of Asian Earth Sciences (2024): 106153. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2024.106153

[14] Alizadeh A., Martínez M.L., Sarkarinejad K., *"40Ar-39Ar geochronology in a gneiss dome within the Zagros Orogenic Belt"*, Comptes Rendus Geoscience 342, no. 11 (2010): 837-846. https://doi.org/10.1016/j.crte.2010.07.005.

[15] Bendokht M., Shabanian N., Davoudian A.R., Dong Y., Cottle J.M., Johnson T.A., *"Geochronology and geochemistry of Cadomian basement orthogneisses from the Tutak metamorphic Complex, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran"*, Precambrian Research 362 (2021): 106288. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106288.

[16] Sarkarinejad K., Alizadeh A., *"Dynamic model for the exhumation of the Tutak gneiss dome within a bivergent wedge in the Zagros Thrust System of Iran"*, Journal of Geodynamics 47, no. 4

Media (2005). https://doi.org/10.1007/3-540-29359-0.
[27] Bell T. H., Johnson S. E., *"Porphyroblast inclusion trails: the key to orogenesis"*, Journal of Metamorphic Geology 7, no. 3 (1989): 279-310. https://doi.org/10.1111/j.1525-314.1989.tb00598.x.
[28] Berger G. W., *"40Ar/39Ar step heating of thermally overprinted biotite, hornblende and potassium feldspar from Eldora, Colorado"*, Earth and Planetary Science Letters 26, no. 3 (1975): 387-408. https://doi.org/10.1016/0012-821X(75) 90015-1.
[29] Trouw R.A., Passchier C.W., Wiersma D.J., *"Atlas of Mylonites-and related microstructures."* Springer Science & Business Media (2009).
[30] Galán G., Marcos A., *"The metamorphic evolution of the high pressure mafic granulites of the Bacariza Formation (Cabo Ortegal Complex, Hercynian belt, NW Spain)"*, Lithos 54, no. 3-4 (2000) 139-171. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00020-7.
[31] Park Y., Means W.D., *"Crystal rotation and growth during grain flow in a deforming crystal mush"*, In Evolution of geological structures in micro-to macro-scales, Dordrecht: Springer Netherlands (1997) 245-258.
[32] Bailey J.E., Hirsch P.B., *"The recrystallization process in some polycrystalline metals"*, Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences 267, no. 1328 (1962) 11-30. https://doi.org/10.1098/rspa.1962.0080.
[33] Stipp M., StuÈnitz H., Heilbronner R., Schmid S.M., *"The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory'for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 C."*, Journal of Structural Geology 24, no. 12 (2002) 1861-1884. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00035-4.
[34] Lloyd G.E., Freeman B., *"Dynamic recrystallization of quartz under greenschist conditions"*, Journal of Structural Geology 16, no. 6 (1994) 867-881. https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90151-1.
[35] Freeman B., *"The motion of rigid ellipsoidal particles in slow flows"*, Tectonophysics 113, no. 1-2 (1985) 163. https://doi.org/10.1016/0040-1951 (85)90115-5

(2009): 201-209. https://doi.org/10.1016/j.jog.2008.09.003.
[17] Alric G., Virlogeux D., *"Pétrographie et géochimie des roches métamorphiques et magmatiques de la région de Deh-Bid. Bawanat: Chaîne de Sanandaj-Sirjan. Iran"*, PhD diss., Université scientifique et médicale de Grenoble, 1977.
[18] Bendokht M., Davoudian A.R., Shabanian N., Cottle J.M., Dong Y., Liu X., *"Zircon U-Pb geochronology and Lu-Hf isotope geochemistry constraints on Neoproterozoic S-type meta-granites from the Tutak area, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran"*, Lithos 438 (2023): 106998. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106998.
[19] Moradian E., Shabanian N., Davoudian A.R., Dong Y., Cottle J.M., *"Geochronology, petrogenesis, and tectonic setting of amphibolitic rocks from the Tutak metamorphic Complex, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran"*, Journal of Asian Earth Sciences 255 (2023): 105764. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2023.105764.
[20] Bendokht M., Shabanian N., Davoudian A.R., Azizi H., Karimi M., *"Dynamic deformation micro-structures in the minerals from augen gneiss of Tutak region, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran (In Persian)"*, Tectonics (2019) 41-56. https://doi.org/10.22077/JT.2020.1433
[21] Houshmandzadeh A., Soheyli M., *"Explanatory text of Eqlid. Geological Quadrangle Map 1:250000"*, No. G10, Geological Survey of Iran, Tehran (1990).
[22] Oveisi B., *"Geological map of Surian, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran"*, map no. 6750 (2001).
[23] Whitney D.L., Evans B.W., *"Abbreviations for names of rock-forming minerals"*, American mineralogist 95, no. 1 (2010): 185-187.
[24] Pryer L.L., Robin P.Y., *"Retrograde metamorphic reactions in deforming granites and the origin of flame perthite"*, Journal of Metamorphic Geology 13, no. 6 (1995): 645-658. https://doi.org/10.1111/j.1525-314.1995.tb00249.x.
[25] Vernon R. H., *"A practical guide to rock microstructural"*, Cambridge, England (2004) 624.
[26] Passchier C.W., Trouw R.A. *"Microtectonics."* Springer Science & Business

Iran", Mineralogy and Petrology 92 (2008) 393-413. https://doi.org/10.1007/s00710-007-0204-6

[46] Kanaori Y., Kawakami S.I., Yairi K., *"Microstructure of deformed biotite defining foliation in cataclasite zones in granite, central Japan"*, Journal of Structural Geology 13, no. 7 (1991) 777-785. https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90008-3.

[47] Passchier C. W., *"Flanking structures"*, Journal of Structural geology 23, no. 6-7 (2001) 951-962. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00166-8.

[48] Mukherjee S., Koyi H.A., *"Flanking microstructures"*, Geological Magazine 146, no. 4 (2009) 517-526. https://doi.org/10.1017/S0016756809005986.

[49] Mukherjee S., Pal P., *"Tectonic structures of the Karakoram metamorphic belt, its significance in the geodynamic evolution"*, Unpublished Report. Summer Undergraduate Research Award. University of Roorkee (2000).

[50] Ten Grotenhuis S.M., Trouw R.A.J., Passchier C.W., *"Evolution of mica fish in mylonitic rocks"*, Tectonophysics 372, no. 1-2 (2003) 1-21. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00231-2.

[51] Mukherjee S., *"Mineral fish: their morphological classification, usefulness as shear sense indicators and genesis"*, International Journal of Earth Sciences 100 (2011) 1303-1314. https://doi.org/10.1007/s00531-010-0535-0.

[52] ten Grotenhuis S.M., Passchier C.W., Bons P.D., *"The influence of strain localisation on the rotation behavior of rigid objects in experimental shear zones"*, Journal of Structural Geology 24, no. 3 (2002) 485-499. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00072-4.

[53] Davoudian A.R., Bendokht M., Shabanian N., Azizi H., Asahara Y., Neubauer F., Genser J., *"Geochronology and geochemistry of the Ediacaran orthogneisses from the north Shahrekord (Sadegh-Abad), Sanandaj-Sirjan Zone: Insights into magmatic evolution of the Iranian basement"*, Geological Journal 57, no. 7 (2022) 2788-2811. https://doi.org/10.1002/gj.4440

[54] Moradi A., Shabanian N., Davoudian A.R., Azizi H., Santos J.F., Asahara Y., *"Geochronology and petrogenesis of the Late Neoproterozoic*

[36] Jessell M. W., *"Grain-boundary migration microstructures in a naturally deformed quartzite"*, Journal of Structural Geology 9, no. 8 (1987) 1007-1014. https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90008-3.

[37] Blenkinsop T.G., *"Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks"*, Springer Science & Business Media (2007). https://lccn.loc.gov/00061087.

[38] Jensen L.N., Starkey J., *"Plagioclase microfabrics in a ductile shear zone from the Jotun Nappe, Norway"*, Journal of Structural Geology 7, no. 5 (1985) 527-539. https://doi.org/10.1016/0191-8141(85)90025-2.

[39] Smith J.V., *"Feldspar minerals: 2 chemical and textural properties"*, Springer Science & Business Media (2012). http://link.springer.com/content/pdf/10.1007/978-3-642-96173-1.

[40] Hibbard M.J., *"Petrography to petrogenesis"*, (No. 552.2 HIB) (1995). https://lccn.loc.gov/93023101.

[41] Debat P., Soula J.C., Kubin L., Vidal J.L., *"Optical studies of natural deformation microstructures in feldspars (gneiss and pegmatites from Occitania, southern France)"*, Lithos 11, no. 2 (1978) 133-145. https://doi.org/10.1016/0024-4937(78)90004-X.

[42] Passchier C. W., *"Pseudotachylyte and the development of ultramylonite bands in the Saint-Barthelemy Massif, French Pyrenees"*, Journal of Structural Geology 4, no. 1 (1982) 69-79. https://doi.org/10.1016/0191-8141(82)90008-6.

[43] Pryer L.L., Robin P.Y., *"Differential stress control on the growth and orientation of flame perthite: A palaeostress-direction indicator"*, Journal of Structural Geology 18, no. 9 (1996) 1151-1166. https://doi.org/10.1016/0191-8141(96)00037-5.

[44] Henry D.J., Guidotti C.V., *"Titanium in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystal-chemical controls, and petrologic applications"*, American Mineralogist 87, no. 4 (2002) 375-382. https://doi.org/10.2138/am-2002-0401.

[45] Davoudian A. R., Genser J., Dachs E., Shabanian N., *"Petrology of eclogites from north of Shahrekord, Sanandaj-Sirjan zone,*

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.759]

[57] Hashemi M., Davoudian D. A., Shabanian B. N., Azizi H., *"Petrographical study of paragneisses in Northeast of Golpayegan: Migmatization and evidences of retrograde metamorphism (In Persian)"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 27, no. 1 (2019) 179-190. https://doi.org/0.29252/ijcm.27.1.179

[58] Riyahi Samani F., Shabanian N., Davoudian Dehkordi A., Bakhtiyari B., *"Fractal analysis of quartz grain boundary in the gneissic granite of Abadchi, North of Shahrekord (In Persian)"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 27, no. 2 (2019) 401-410. https://doi.org/10.29252/ijcm.27.2.401

[59] Shabanian N., Khalili M., Davoudian A., Reza Mohajjel M., *"Petrography and geochemistry of mylonitic granite from Ghaleh-Dezh, NW Azna, Sanandaj-Sirjan zone, Iran"*, Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen 185, no. 3 (2009) 233-248.

granitic gneisses of Golpayegan metamorphic complex: A new respect for Cadomian crust in the Sanandaj-Sirjan zone, Iran", International Geology Review 64, no. 10 (2022) 1450-1473. https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1821251

[55] Moradi A., Shabanian N., Davoudian A.R., Azizi H., Santos J.F., Asahara Y., *"Zircon U–Pb and geochemistry of the north Shahrekord metamorphosed felsic rocks: Implications for the Ediacaran–Cambrian tectonic setting of Iran"*, International Journal of Earth Sciences 111, no. 7 (2022) 2239-2263. https://doi.org/10.1007/s00531-022-02225-x

[56] Badr A., Davoudian A.R., Shabanian N., Azizi H., Asahara Y., Neubauer F., Dong Y., Yamamoto K., *"A-and I-type metagranites from the North Shahrekord Metamorphic Complex, Iran: Evidence for Early Paleozoic post-collisional magmatism"*, Lithos 300 (2018): 86-104. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.12.008.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.4.759]